



Title	春季東アジアのエアロゾルの雲微物理影響
Author(s)	小池, 真
Description	II. 詳細雲微物理モデルの開発と応用
Citation	低温科学, 72, 99-111
Issue Date	2014-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/55022
Type	departmental bulletin paper
File Information	LTS72_012.pdf



春季東アジアのエアロゾルの雲微物理影響

小池 真

2009 年の春季東シナ海・黄海の下層雲を対象とした航空機観測 A-FORCE-2009 において、雲底下のエアロゾル数濃度とその直上の雲微物理量の観測を 7 フライト（9 ケース）で実施した。この観測からエアロゾル数濃度と雲粒数濃度に正相関があることを示した。さらに雲粒数濃度は大気最下層の鉛直安定度の指標（海表面温度 SST と 950 hPa 気温の差）とも正相関があった。これは大気不安程度が増加により対流中の上昇流速が増加し、より多くの雲粒が生成する可能性を示している。冬季・春季の大陸からの北西季節風が高濃度エアロゾルを輸送するとともに、寒気移流により SST が高い黒潮上において効果的に雲粒数濃度を増大させていることを初めて明らかにした。

Regional scale aerosol impacts on cloud microphysics over the East Asia

Makoto Koike

Cloud microphysical properties and aerosol concentrations were measured aboard an aircraft over the East China Sea and Yellow Sea in April 2009 during the A-FORCE-2009 experiment. We sampled stratocumulus and shallow cumulus clouds over the ocean in 9 cases during 7 flights 500-900 km off the east coast of Mainland China. We show that the cloud droplet number concentration (highest 5%, $N_{c,max}$) correlates well with the accumulation-mode aerosol number concentration (N_a) below the clouds. We then show that $N_{c,max}$ correlates partly with near-surface stratification evaluated as the difference between the sea surface temperature (SST) and 950-hPa temperature ($SST - T_{950}$). Cold air advection from China to the East China Sea was found to bring not only a large number of aerosols but also a dry and cold air mass that destabilized the atmospheric boundary layer, especially over the warm Kuroshio ocean current. Over this high-SST region, greater updraft velocities and hence greater $N_{c,max}$ likely resulted. We hypothesize that the low-level static stability determined by SST and regional-scale airflow modulates both the cloud microphysics (aerosol impact on clouds) and macro-structure of clouds (cloud base and top altitudes, hence cloud liquid water path).

1. はじめに

気候変動に関する政府間パネルの第 5 次報告書 (IPCC AR5 2013) では、エアロゾルと雲の相互作用による有効放射強制力の不確定性の幅 ($-0.06 \sim -1.33 \text{ W m}^{-2}$) が、各種の有効放射強制力の中で最も大きいこと、またその不確定性の幅が 6 年前の第 4 次報告書 (IPCC, AR4 2007) の放射強制力と同程度 ($-0.3 \sim -1.8 \text{ W m}^{-2}$) であることが示された。このことはエアロゾルと雲の相互作用の定量化が、依然として困難であることを示している。また第 4 次報告書までは、瞬時に働く放射強制力が評価されていたのに対し、第 5 次報告

書ではグローバルな気温の上昇と比較して時定数が十分に短い雲の応答（調節効果, adjustment）を含めた「有効」放射強制力が評価されている。これは妥当な評価方法であると考えられるが、エアロゾルにより変化する鉛直積算雲水量や雲量の変化を含めた雲の調節効果は、瞬時に働く放射強制力よりもメカニズムレベルでの理解がはるかに遅れており、その評価にはさらに大きな不確定性がある。

エアロゾルの変化が雲に瞬時に与える効果（放射強制力）と、雲の調節効果（有効放射強制力に含まれる）は、次のような過程である（小池 2012）。まず瞬時に働く効果は、エアロゾル数濃度の増加がエアロゾルを雲凝結核として生成する雲粒数濃度の増加を引き起こすことにより直接的に生じる放射効果である。雲の厚さや単位体積中の水の量（雲水量）に変化がないとすれば、雲粒数の増加は雲粒全体の断面積の総和を増加させるため、太陽放射をより強く散乱（反射）する。これが雲のアルベド効果あるいは Twomey 効果と呼ばれているもので

連絡先

小池 真

東京大学大学院理学系研究科

Graduate School of Science, University of Tokyo

e-mail: koike@eps.s.u-tokyo.ac.jp

ある (Twomey 1977). 雲水量と雲粒数濃度が同じでも粒径分布の形が変化すると断面積の総和 (従って雲のアルベド) が変化するため (Feingold et al. 1997; Liu and Daum 2002), その効果を含めてアルベド効果と呼ぶ場合もある. しかし現実大気中の雲はエアロゾルに対して雲層厚などのマクロな変化・応答をすると考えられ, Twomey 効果というのは言わば理想化された条件での雲微物理応答と考えられる. このようなエアロゾルに対する直接的な雲の微物理応答は, 雲底下から混合なしに持ち上げられた雲底付近の空気 (断熱的な空気) にのみ実現する. このため一般的には, そのような空気塊中で雲粒数と雲底下でのエアロゾル数の対応をもって Twomey 効果の証拠とされる.

一方, 雲の調節効果とは雲底での雲粒数増加に伴う雲粒粒径の減少がその後の雲の発達や雲のマクロな要素におよぼす影響である. 代表的な仮説としては雲の寿命効果がある. 雲粒粒径の減少が雲粒の重力落下を起りにくくするため, 降水の抑制を通じて雲の寿命を延ばし, さらに雲量の増加を引き起こす (地球全体の反射率, 惑星アルベドが増加する) という仮説である (Albrecht 1989). しかしその後の研究から, 従来考えられていた雲の寿命効果仮説のような単純な因果関係は必ずしも成立せず, エアロゾルに対する鉛直積算雲水量, 雲量, 降水量などの変化は, 雲システムのおかれた気象条件 (大気の安定度や下層・雲層上の水蒸気量など) とエアロゾル量の絶対値に応じて異なること (Stevens and Feingold 2009 により buffered-system と呼ばれた), 従ってそれぞれの条件 (レジーム) ごとの検討が必要であることが分かってきた. 雲水量が高度とともにほぼ線形に増加する断熱的な雲を考えた場合, 鉛直積算された雲水量は雲の層厚の 2 乗に比例する. この結果, 雲の光学的厚みは雲粒数の $1/3$ 乗に比例すると共に, 雲の層厚の $5/3$ 乗に比例する (Boers and Mitchell 1994). すなわちエアロゾルにより雲の層厚が変化した場合の効果は, 雲粒数のみの変化 (Twomey 効果) よりも光学的厚みへの感度が 5 倍も高い. このような重要性から, 現在のエアロゾルの雲への影響に関する研究は, 雲の調節効果にその焦点があてられている. このような複雑なエアロゾルと雲の相互作用を理解していくためには, さまざまな気象場・レジームにおいて観測により各種物理量の関係を調べ, 数値モデルによりメカニズムを解明・定量化していく必要がある.

東アジアは世界的に見ても特にエアロゾル濃度が高い領域であり, その雲への影響も強く出ている可能性がある. また西太平洋は東太平洋と比較して, 多様な気象場において雲・降水システムが形成されるため, エアロゾルと雲の相互作用もそれらの気象場に応じて研究していく必要がある. しかしながらエアロゾルと雲の相互作用の鍵となる, エアロゾル数濃度と雲粒数濃度の対応関係

を調べる航空機からの直接観測は, 東太平洋などに比べて限られている (Adhikari et al. 2005). 我々は西太平洋の下層雲を対象とした航空機からの直接観測により, エアロゾル-雲相互作用を調べている. 本論文では, 2009 年の春季東シナ海・黄海の下層雲を対象として行った航空機観測 A-FORCE-2009 の結果 (Koike et al. 2012; Oshima et al. 2012) について紹介する. 本論文では特に, 西太平洋に特徴的な黒潮に伴う温暖な海表面温度 (sea surface temperature, SST) のエアロゾル-雲相互作用への影響に焦点を当てる.

2. 航空機観測

A-FORCE-2009 航空機観測では雲の下でエアロゾルを観測し, その直上の雲の雲底付近で雲微物理量の観測を実施する, エアロゾル-雲観測を 7 フライトで計 9 ケース実施した (表 1, 2). 雲底下および雲中の観測は, それぞれ 5 分間程度 (水平距離にして 27 km 程度) 高度を一定に保って実施した. エアロゾルの観測は, 配管中でエアロゾルを消失させないように工夫して外気を機体内に引き込み, 各種観測装置で実施された (Takegawa et al. 2013; Moteki et al. 2012). また雲微物理量の観測は, 観測機の翼にとりつけられた測定器を使って行われた (Koike et al. 2012). 本研究では 1 Hz データで雲水量が 0.01 g m^{-3} 以上あった場合を雲内のデータと判定して解析に用いた.

観測は雲頂高度が 2 km 以下の海洋上の層積雲や積雲に対して行われた. 2 つの弱い降水のあったケースを除いて, 非降水性の雲であった. 後方流跡線解析の結果, これらの雲はすべてアジア大陸から 24 から 72 時間かけて輸送されてきた大気中で形成されたものであった.

3. エアロゾル数濃度と雲粒数濃度との関係

3.1 エアロゾルと SST の影響

図 1 には, 雲底下で観測された乾燥直径 130 nm 以上のエアロゾルの数濃度 (N_a) と, その直上で観測された雲粒数濃度の関係を示した. ただし, 雲粒数濃度としては, 濃度が高い上位 5 % の濃度の平均値 (N_{c_max}) を示した. これは乾燥空気との混合であるエントレインメント過程がおこると雲粒数濃度が低下し, エアロゾル数濃度との対応関係が変化する可能性があるためである. 1 章で説明したとおり, エアロゾル数濃度の直接の影響 (Twomey 効果) はこのような混合の影響を受けていない断熱的な条件下での雲粒数濃度で評価することが必要である. そこで本研究では, 断熱条件に近いデータとして N_{c_max} を用いた. 一方エアロゾルについては一般に直径が大きいほど雲粒へと活性化されやすいため, ここでは雲凝結核数濃度の指標として乾燥直径 130

表 1 : A-FORCE-2009 で観測された雲^a
Table 1 : Summary of Cloud Properties Observed During Cloud Maneuvers in A-FORCE^a

Flight Maneuver	Date ^b	Time ^b	Location	Cloud Base (km)	N_c (cm^{-3}) ^c	$N_{c,\text{max}}$ (cm^{-3}) ^d	LWC (g m^{-3}) ^e	r_e (μm) ^f	d^g	Drizzle WC (g m^{-3}) ^h
					<i>Type I</i>					
F10 M1	April 1	12 : 47	30.2 N, 129.6 E	1.11	930 $\pm$ 665	2269 $\pm$ 101	0.12 $\pm$ 0.11	3.26 $\pm$ 0.35	0.28 $\pm$ 0.027	0.00 $\pm$ 0.00
F10 M2	April 1	14 : 05	28.2 N, 128.5 E	1.22	916 $\pm$ 624	2020 $\pm$ 81	0.16 $\pm$ 0.12	3.66 $\pm$ 0.34	0.30 $\pm$ 0.025	0.00 $\pm$ 0.00
					<i>Type II</i>					
F11	April 4	15 : 18	35.0 N, 124.4 E	0.38	560 $\pm$ 369	1212 $\pm$ 32	0.13 $\pm$ 0.09	4.20 $\pm$ 0.28	0.34 $\pm$ 0.031	0.00 $\pm$ 0.00
					<i>Type III</i>					
F13 M1	April 6	15 : 21	29.0 N, 129.0 E	1.25	976 $\pm$ 570	1784 $\pm$ 5	0.21 $\pm$ 0.14	3.96 $\pm$ 0.31	0.30 $\pm$ 0.022	0.00 $\pm$ 0.00
F13 M2	April 6	15 : 53	28.3 N, 128.7 E	1.19	749 $\pm$ 497	1629 $\pm$ 23	0.11 $\pm$ 0.08	3.55 $\pm$ 0.20	0.29 $\pm$ 0.016	0.00 $\pm$ 0.00
F14	April 8	15 : 46	28.1 N, 128.6 E	0.81	276 $\pm$ 230	788 $\pm$ 77	0.15 $\pm$ 0.17	7.02 $\pm$ 2.61	0.49 $\pm$ 0.140	0.17 $\pm$ 0.17
F17	April 17	15 : 09	29.3 N, 131.1 E	0.54	418 $\pm$ 309	1031 $\pm$ 36	0.05 $\pm$ 0.04	4.26 $\pm$ 2.49	0.35 $\pm$ 0.155	0.02 $\pm$ 0.06
F18	April 20	10 : 47	31.1 N, 131.2 E	0.95	387 $\pm$ 295	983 $\pm$ 0	0.06 $\pm$ 0.05	3.48 $\pm$ 0.40	0.29 $\pm$ 0.031	0.00 $\pm$ 0.00
F20	April 24	10 : 34	30.6 N, 128.8 E	0.78	664 $\pm$ 417	1419 $\pm$ 43	0.12 $\pm$ 0.11	4.11 $\pm$ 1.75	0.34 $\pm$ 0.091	0.02 $\pm$ 0.06
average					653 $\pm$ 244	1459 $\pm$ 475	0.12 $\pm$ 0.05	4.17 $\pm$ 1.06	0.33 $\pm$ 0.06	0.037 $\pm$ 0.063

^a 雲内データののみを用いた統計結果を示す。半径 1.5–25 μm の粒子を雲粒とし、雲水量 0.01 g m^{-3} 以上のデータ (1 Hz) を雲内データとした。雲のタイプ分けについては本文を参照のこと (Type I は暖かい SST 上の寒気, Type II は冷たい SST 上の寒気, Type III は暖かい SST 上のやや温まった大気)。

^b 日本時間

^c 平均雲粒数濃度

^d 最大雲粒数濃度 (上位 5 % の平均)

^e 雲水量

^f 有効半径

^g 粒径の相対分散 (標準偏差と平均値の比率)

^h ドリズル水量 (半径 25 μm 以上の粒子の液水量)

^a All values are derived from cloud-leg data (in-cloud data) obtained at the closest level to the cloud base. A cloud particle is defined as $r = 1.5 - 25 \mu\text{m}$. In-cloud data are defined as $\text{LWC} > 0.01 \text{ g m}^{-3}$. Cloud types are defined in section 3 (Type I is cold air over warm SST, Type II is cold air over cool SST, and Type III is warm air over warm SST).

^b Japanese standard time (JST = UT + 9 h).

^c Leg-average cloud droplet number concentration.

^d Average of highest 5% of cloud droplet number concentrations.

^e Cloud liquid water content derived by integrating the cloud droplet size distribution.

^f Effective radius of cloud droplets.

^g Relative dispersion (defined as the ratio of the standard deviation to the average cloud droplet radius, $d = \sigma/r_{\text{ave}}$).

^h Drizzle water content derived by integrating drizzle particles defined as $r = 25 - 780 \mu\text{m}$.

表2：A-FORCE-2009で観測された雲の雲低下のエアロゾル数濃度やその他のパラメータ^a
Table 2：Summary of Aerosol Properties Below Clouds and Other Parameters for Cloud Maneuvers in A-FORCE^a

Flight Maneuver	N _a 130–1000 nm (cm ⁻³) ^b	N _{CN} 10–1000 nm (cm ⁻³) ^b	D _{mode} aerosol (nm) ^c	σ _{mode} aerosol ^c	CO (ppbv) ^d	T ₉₅₀ (°C) ^e	SST (°C) ^f	SST–T ₉₅₀ (°C)	w _{eff} (cm s ⁻¹) ^g	S _{max} (%) ^g	D _{thresh} (nm) ^g
<i>Type I</i>											
F10 M1	1548±41	2742±115	130	1.85	269±9.7	5.8	21.7	15.9	120	0.37	88
F10 M2	1724±40	3345±167	100	1.89	266±5.9	9.2	20.6	11.4	80	0.25	116
<i>Type II</i>											
F11	1468±58	3599±129	108	1.91	220±1.8	5.3	9.4	4.1	40	0.16	146
<i>Type III</i>											
F13 M1	1528±22	2350±26	122	1.86	257±3.5	12.6	22.9	10.3	80	0.24	118
F13 M2	1492±48	2220±69	130	1.91	278±8.2	11.6	21.5	9.9	80	0.22	119
F14	783±58	1224±119	152	1.65	214±2.4	12.7	21.0	8.3	35	0.18	127
F17	577±75	1128±184	105	2.01	163±2.8	14.7	23.6	8.9	90	0.31	75
F18	835±42	1521±222	130	1.92	173±1.1	16.0	21.3	5.3	60	0.21	110
F20	1373±61	3006±270	130	1.68	189±5.2	16.4	20.0	3.6	60	0.19	127
average	1259±388	2348±856	123±15	1.85±0.11	226±42	11.6±3.8	20.2±4.0	8.6±3.7	72±25	0.24±0.06	114±20

^a 雲のタイプ分けについては本文を参照のこと

^b 雲低下の総エアロゾル数濃度（乾燥直径 10 nm 以上の粒子総数）

^c 雲低下のエアロゾル観測から推定したエアロゾルの乾燥モード直径と標準偏差

^d 雲低下での一酸化炭素濃度

^e 航空機で観測された 950 hPa の気温

^f 航空機観測が実施された場所・日付の SST（人工衛星観測に基づく OISST）

^g パーセルモデル計算で推定された値。w_{eff} は上昇流速度、S_{max} は最大過飽和度、D_{thresh} は雲粒に活性化されたエアロゾルの最小直径。

^a Cloud types are defined in section 3 (*Type I* is cold air over warm SST, *Type II* is cold air over cool SST, and *Type III* is warm air over warm SST).

^b These quantities were measured during the below-cloud legs. Values are those under ambient temperature and pressure conditions.

^c These quantities are for log-normal size distributions estimated using the aerosol measurements made during the below-cloud legs.

^d Average of carbon monoxide concentration during below-cloud legs (ppbv stands for parts per billion by volume).

^e Atmospheric temperature at 950 hPa measured onboard the aircraft.

^f Daily SST value (satellite sensor OISST, ver. 2 data, [Reynolds *et al.* 2007]) at the location where the cloud maneuver was conducted.

^g Quantities derived using cloud parcel model calculations. w_{eff} is effective updraft velocity with which cloud parcel model calculations agree with observed N_{c,max} at altitudes where LWC in the parcel model agrees with observations. S_{max} is the corresponding maximum supersaturation. D_{thresh} is the threshold diameter of aerosols such that the integrated aerosol number concentration greater than this diameter becomes equal to N_{c,max}.

表3：本研究の観測や比較に用いた観測
Table 3 : Aerosol-Cloud Experiments and Instrumentation

Experiment	Cloud droplet number	Total aerosol number	Accumulation-mode aerosol number	Definition of cloud data	Reference
This study (East China Sea)	CAS ($r=1.5-25\ \mu\text{m}$)	TSI 3772 ($D_{\text{dry}}=10-1000\ \text{nm}$)	TSI 3772 with an impactor ($D_{\text{dry}}=130-1000\ \text{nm}$)	LWC $>0.01\ \text{g m}^{-3}$	
ACE-2 (Canary Islands)	Fast-FSSP ($r=1.3-25\ \mu\text{m}$)	DMA+CNC ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$) (ground-based)			<i>Pawlowska and Brenguier</i> [2000]
		DMA+CNC ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$) (ground-based)	DMA+CNC ($D_{\text{dry}}>100\ \text{nm}$) (ground-based)		<i>Van Dingenen et al.</i> [2000]
CARMA (California coast)	FSSP-100 ($r=1.0-20\ \mu\text{m}$)	TSI 3010 ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$)	PCASP ($D=100\ \text{nm}-3\ \mu\text{m}$)		<i>Hegg et al.</i> [2012]
DYCOMS-II (California coast)	FSSP-100 or fast-FSSP ($r=1.5-30\ \mu\text{m}$)	TSI 3760 ($D_{\text{dry}}>13\ \text{nm}$)	PCASP ($D=100\ \text{nm}-3\ \mu\text{m}$)		<i>Twofy et al.</i> [2005]
GoMACCS (Houston region)	FSSP ($r=1.3-21\ \mu\text{m}$)	TSI 3010 ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$)	PCASP ($D_{\text{dry}}=100\ \text{nm}-2.6\ \mu\text{m}$)	LWC $>0.05\ \text{g m}^{-3}$ & $N_c > 10\ \text{cm}^{-3}$	<i>Lu et al.</i> [2008]
ICART (Cleveland region)	FSSP&CAS ($r=1-25\ \mu\text{m}$)	DACAD ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$)	DACAD ($D_{\text{dry}}>100\ \text{nm}$)		<i>Fountoukis et al.</i> [2007]
INDOEX (Indian Ocean)	FSSP ($r=1.5-25\ \mu\text{m}$)	TSI 3760 ($D_{\text{dry}}>20\ \text{nm}$)		LWC $>0.01\ \text{g m}^{-3}$	<i>McFarquhar and Heymsfield</i> [2001]
		TSI 3760 ($D_{\text{dry}}>13\ \text{nm}$)	LAS-Air optical counter ($D_{\text{dry}}=100\ \text{nm}-2\ \mu\text{m}$)		<i>Twofy et al.</i> [2001]
MASE (California coast)	FSSP ($r=1.6-23\ \mu\text{m}$)	TSI 3010 ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$)		LWC $>0.001\ \text{g m}^{-3}$ & $N_c > 5\ \text{cm}^{-3}$	<i>Lu et al.</i> [2007]
FATE/ASTEX (N & S Atlantic)	FSSP ($r=0.25-24\ \mu\text{m}$)		PCASP ($D=100\ \text{nm}-3\ \mu\text{m}$)		<i>Martin et al.</i> [1994]
PASE (Christmas Island)	FSSP ($r=1.2-23\ \mu\text{m}$)	TSI 3010 ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$)		LWC $>0.1\ \text{g m}^{-3}$	<i>Hudson et al.</i> [2009]
VOCALS-Rex (Southeast Pacific)	CAS ($r=0.25-22.5\ \mu\text{m}$)	TSI 3010 ($D_{\text{dry}}>10\ \text{nm}$)	PCASP ($D=100\ \text{nm}-3\ \mu\text{m}$)		<i>Hegg et al.</i> [2012]

nm 以上のエアロゾル数濃度を示した．各データ点が 1 ケースのエアロゾル-雲観測に対応している．この図に見られるとおり，東シナ海・黄海の雲粒数濃度はエアロゾル数濃度と正の相関があり，エアロゾルの影響を受けていることを明瞭に示している．東アジアにおいてこのような直接観測から系統的にエアロゾルの影響を示したのは，この研究が初めてである．エアロゾル数濃度よりも雲粒数濃度が大きくなっているケースでは，直径 130 nm 以下のエアロゾルまで雲粒へと活性化されたことを示唆している．

このようにエアロゾル数濃度と雲粒数濃度に正の相関が見られる一方，図 1 に示されているとおり，エアロゾル数濃度が 1500 cm^{-3} くらいのデータ群において雲粒数濃度に 2 倍程度の差が見られる．この要因をより詳しく調べるために，雲粒数濃度とエアロゾル数濃度の比率と，大気最下層の鉛直安定度との関係を調べた（図 2）．後者の指標として SST と 950 hPa の気温 (T_{950}) との差 ($\text{SST} - T_{950}$) を横軸にとった．この結果，両者に正の相関があることが分かった．この正の相関は次のように解釈できる． $\text{SST} - T_{950}$ が大きく鉛直安定度が低い場合，加熱された大気は対流をおこし，温度差が大きいほど上昇流速が大きいと考えられる．上昇流速の大きい対流中では大気の過飽和度（相対湿度が 100% を超える程度）が大きくなり，より小さいエアロゾルまでが雲粒へと活性化される．すなわちエアロゾルの粒径分布が同じであっても，そこからより多くの雲粒が活性化されると期待される．このようにして図 2 に見られる正の相関ができていいると考えられる．上昇流速の増加が気

温と SST との差のみに起因したと仮定すると，4 から 16°C までの 12°C の温度差の増加により雲粒数濃度は 2 倍程度増加したこととなる．

図 3 にはこれらのデータが得られた場所を各種のシンボルで示した．この図の背景は SST (Reynolds et al. 2007) で，航空機観測地点を示すシンボルの色は同じカラースケールで T_{950} を示してある．本論文ではデータを 3 つのタイプに分類した．タイプ I の雲はアジア大陸からの寒気の吹き出しに伴い，温暖な SST である黒潮上に形成されたもの（図中で F10 と示されたもの）で，図 1 と 2 で赤のシンボルで示されたデータに対応する．観測された大気は大陸を離れてから北西風により 24 時間程度でまっすぐに黒潮まで輸送されてきたため気温が低い ($T_{950} < 10^\circ\text{C}$) 一方で，SST は 20°C 以上あるため，大きな温度差が生まれていた．この結果，比較的強い上昇流が生まれ，雲粒数濃度が増加した（図 2 の $\text{Nc}_{\text{max}}/\text{Na}$ の値が大きい）と考えられる．またこの中国東北部からの北西風は同時に高濃度のエアロゾルを輸送してきており，その両方の効果により効率的に雲粒数濃度が増加していたことが示された．

タイプ II の雲は同じく大陸からの寒気の吹き出しに伴い，冷たい黄海上で形成されたもの（F11）で，図 1 と 2 では青色のシンボルマークで示されている．気温は低いものの黄海の SST も低いため， $\text{SST} - T_{950}$ が小さな値をとっている．これと整合的にエアロゾル数濃度はタイプ I の F10 と変わらないものの，雲粒数濃度は半分程度にとどまっている．F10 と F11 のデータはともに

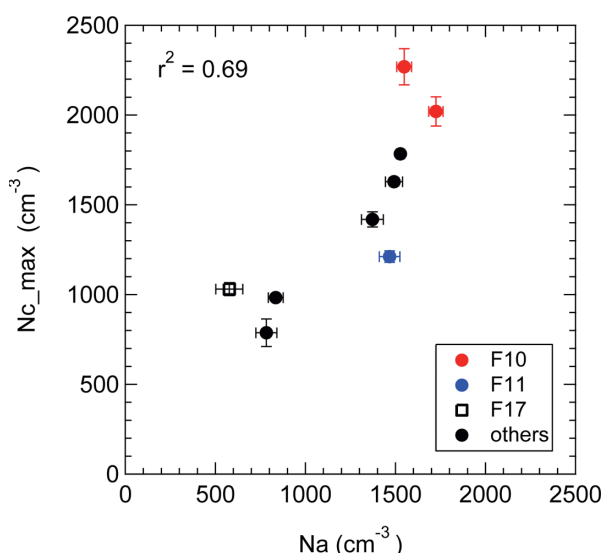


図 1：A-FORCE-2009 航空機観測で黄海・東シナ海で観測された最大雲粒数濃度 (Nc_{max} ，雲粒数濃度の上位 5% の平均値) と，その雲の雲底下で観測された乾燥直径 130 nm 以上のエアロゾル数濃度 (Na) の散布図．F10 や F11 はそれぞれフライト 10 や 11 の観測結果を示す．エアロゾル数濃度の増加により雲粒数濃度が増加していることを示している．(©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.)

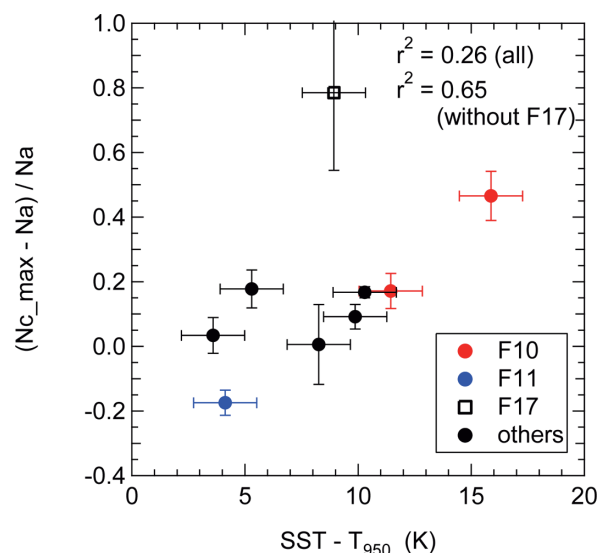


図 2：最大雲粒数濃度 (Nc_{max}) と乾燥直径 130 nm 以上のエアロゾル数濃度 (Na) の比率と，海表面温度 (SST) と 950 hPa の気温 T_{950} の差 ($\text{SST} - T_{950}$) の散布図． $\text{SST} - T_{950}$ は大気最下層での鉛直安定度の指標とした．F10 や F11 はそれぞれフライト 10 や 11 の観測結果を示す．大気の不安程度が増加すると対流中の上昇流速が増加し，エアロゾル数濃度が同じでもより多くの雲粒が生成している可能性を示している．(©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.)

寒気の吹き出しに伴うもので、エアロゾル数濃度や気温は同程度であるが、SSTの差が雲粒数の差を引き起こしていることが明確に示されている。またこのSSTの差は、雲が形成される高度や雲層厚にも影響していた。すなわち、冷たい黄海上で形成された雲（タイプII, F11）は高度0.4–0.7 kmと下層に形成されていた一方で、黒潮上で形成された雲（タイプI, F10）は高度1.2–1.9 kmに形成されていた。後者では下層の大気がより強く加熱されてより高い高度まで雲が発達したと考えられる。これらの結果は、SSTが雲のミクロな物理量（雲粒数濃度）とマクロな物理量（雲の形成高度・雲層厚）の両方に影響していることを示している。

タイプIIIの雲はそれ以外のフライトで観測された雲で、東シナ海上の弱い風場で停滞した空気の中で形成されたものである。このため大気が暖かいSSTにより温められ、気温がタイプIとIIよりも高く、 $SST - T_{950}$ がタイプIとIIの中間くらいの値となっている。これと整合的に $N_{c,max}/N_a$ の値もタイプIとIIの中間くらいの値となっていた。

本論文では雲粒数濃度としてエントレインメントの影響を受けていない最大雲粒数濃度（ $N_{c,max}$ ）を用いた解析結果を示した。しかしA-FORCE-2009観測では最大雲粒数濃度と平均雲粒数濃度の比率で定義したエント

レインメントの割合はどのケースでもだいたい同じであったため、図1と2の相関の傾向は、平均雲粒数濃度を使っても同様に見られた。

3.2 パーセルモデルを使った解析

図1と2の解析では、エアロゾル数濃度については雲凝結核数濃度の指標として乾燥直径130 nm以上のエアロゾル数濃度というひとつのパラメータを使用した。しかしより定量的な評価のために、雲底下でのエアロゾル観測に基づき、エアロゾルの粒径分布全体を使った解析を実施した。この解析では、上昇流中でエアロゾルから雲粒が生成される過程を計算するボックスモデルであるパーセルモデル（Feingold and Heymsfield 1992）を使用した。観測にもとづくエアロゾルの粒径分布を与え、鉛直流速を変えた複数の計算を実施することにより、実際に雲中で観測された雲粒数濃度と最も整合的な計算結果となる鉛直流速（有効鉛直速度、effective updraft velocity）を観測ケースごとに求めた。ただしエアロゾルの化学組成としては、硫酸アンモニウムを仮定した。計算結果を図4に示す。この図から大気最下層の鉛直安定度の指標である $SST - T_{950}$ が大きいほど、上昇流速が増加していたことが示唆された。また、観測された雲の上昇流速は35–120 cm s^{-1} 、またその時の最大過飽和度は0.16–0.37%、雲粒へと活性化されたエアロゾルの最小直径は75–150 nm程度であったと推定された（表2）。

さらに、エアロゾルからの雲粒生成に与えるSSTの影響をパーセルモデルを用いた感度実験により調べた。

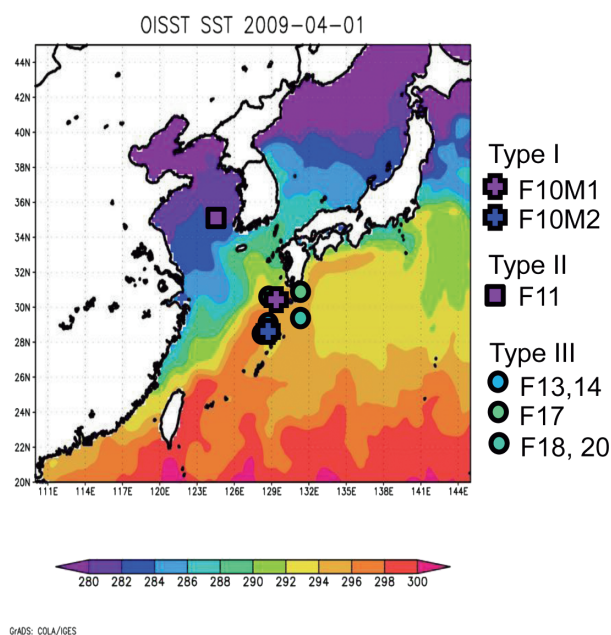


図3：エアロゾル-雲観測が実施された場所（シンボルマーク）。背景は人工衛星から観測されたSST（OISST, Reynolds et al. 2007）を、2009年4月1日を例として示す。シンボルの色はSSTと同じカラースケールで950 hPaの気温（ T_{950} ）を示す。タイプI（F10）は大陸からの寒気の吹き出しに伴いSSTの高い黒潮上で形成された雲（ $SST - T_{950}$ が大きい）。タイプII（F11）は同じく大陸からの寒気の吹き出しに伴い黄海上で形成された雲（ $SST - T_{950}$ が小さい）。その他の雲は弱い風場で停滞した大気でSSTとある程度なじんだ気温をもつ大気の中で形成された雲。（© 2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.）

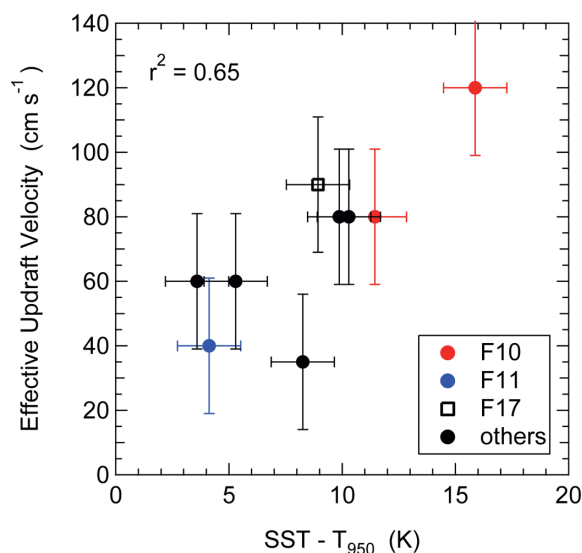


図4：パーセルモデル計算から推定された雲中の上昇流速と $SST - T_{950}$ との散布図。この有効上昇流速は雲底下の観測にもとづいたエアロゾル粒径分布を使ったパーセルモデル計算と、雲中で実際に観測された最大雲粒数濃度が最も整合的となる上昇流速として求めた。大気最下層の鉛直安定度が低いほど、有効上昇流速が速いことを示している。（© 2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.）

エアロゾルの粒径分布として、人為的な発生源の影響を受けてエアロゾル数濃度が増大したもの（図 5a の F10 M2）と、比較的バックグラウンド状態に近いもの（F14）を用い、鉛直流速度を変化させた時の雲粒数濃度を計算した（図 5b）。図 5a には、この計算において雲粒へと活性化されたエアロゾルの最小直径も縦実線で示した（上昇流速度 $40\text{--}120\text{ cm s}^{-1}$ に対する最小直径の範囲）。この図から、汚染大気中のエアロゾル（F10 M2）では上昇流速度の増加に対して活性化される雲粒数濃度が大きく増加し（この上昇流速度範囲で 2.2 倍）、 120 cm s^{-1} でもまだ粒径分布の半分程度までしか活性化

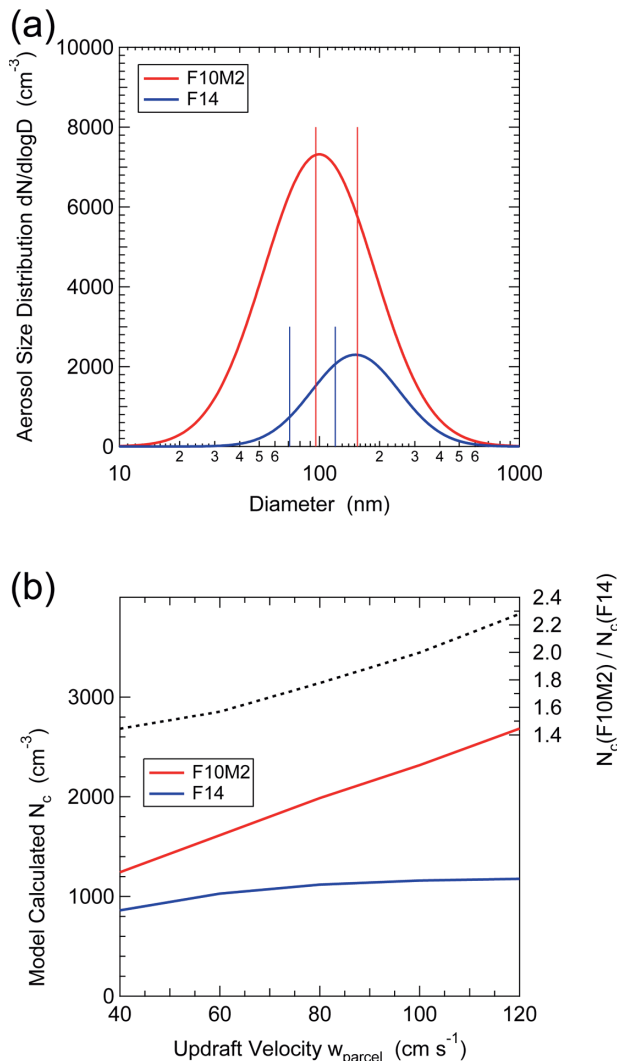


図 5：(a) パーセルモデルの感度実験に用いられたエアロゾルの粒径分布。人為的な影響を受けた F10 M2 と、比較的バックグラウンド状態に近い F14 を示した。これらはそれぞれ A-FORCE-2009 観測で最大および最少のエアロゾル数濃度のデータに対応する。縦線は、上昇流速度 $40\text{--}120\text{ cm s}^{-1}$ を仮定した時に雲粒へと活性化された最少のエアロゾル粒径の範囲を示す。(b) (a) のエアロゾル粒径分布からパーセルモデルにより各上昇流速度に対して計算された雲粒数濃度。両者の比率も破線で示す。エアロゾル数濃度の雲粒数濃度への影響 ($\Delta N_c/\Delta N_a$) は、SST が高く上昇流速度が大きいほど大きいことを示している。(©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.)

されていないことが分かる。一方、バックグラウンドに近いエアロゾル（F14）では半分以上のエアロゾルが雲粒へと活性化され、上昇流速度の増加に対して雲粒数濃度の増加が少ない（1.4 倍）とともに、 120 cm s^{-1} では頭打ちに近い状態となっている。実際に両ケースにおける雲粒数濃度の比率を見ると（図 5b）、 40 cm s^{-1} で 1.4 倍であるのに対し、 120 cm s^{-1} では 2.3 倍となっている。すなわちエアロゾルの増加に対する雲粒数濃度の増加は、SST が高く鉛直流速度が大きいほど感度が高い ($\Delta N_c/\Delta N_a$ が大きい) ことを示唆している。

図 6 にこれらの結果をまとめた概念図を示す。航空機観測が実施された春季の黄海・東シナ海には、大陸からの寒気移流がたびたびおこる。この結果、SST の高い黒潮上においては特に気温と SST との差が大きくなり、大気最下層の鉛直安定度を弱める。この寒気移流をとまなう北西季節風は同時に大陸から高濃度の人為起源エアロゾルを輸送する。この結果、エアロゾル濃度増大と大気的不安定化の両方の効果により、雲粒数濃度が増大する可能性が示唆された。SST と気温の差が大きな黒潮上では雲頂高度も高い一方、差が小さい黄海では雲頂高度が低く雲層厚も薄いものとなっていた。この結果は、西太平洋に特徴的な高い SST が雲のマクロな様相（雲頂高度、雲層厚、鉛直積算雲水量）とミクロな雲物理量（雲粒数濃度）の両方に影響している可能性を世界で初めて示したものである。高い SST により雲層が厚くなり鉛直積算雲水量が増加すると、一般に雲から雨が降りやすくなる。一方において高い SST による雲粒数濃度の増加は逆に降水を抑制するなど、さまざまな応答 (adjustment) をすると考えられる。今後はこのような複合的な効果をさらなる観測や数値モデルの感度計算などにより調べていく必要がある。

4. 世界の他地域との比較

4.1 雲微物理量

図 7 には A-FORCE-2009 で観測された雲粒数濃度、有効半径、粒径分布の相対分散（標準偏差と平均との比率）を、世界各地の観測と比較したものを示した。なお、雲粒数濃度は前章で示した最大雲粒数濃度 ($N_{c,max}$) ではなく、他の観測とあわせてエントレインメントの効果も含めた平均雲粒数濃度 (N_c) を示してある。世界各地の観測は Miles et al. (2000) にまとめられた 23 の観測キャンペーンの 107 のデータセットと、より最近のアメリカ周辺の観測 (Lu et al. 2007, 2008) を大陸性と海洋性とに分けて示した。A-FORCE-2009 観測では雲粒数濃度の平均は $650 \pm 240\text{ cm}^{-3}$ であるのに対し、上記の世界各地の大陸性大気中（大陸上あるいは大陸からの影響を受けた海洋上）では $250 \pm 170\text{ cm}^{-3}$ であり、西太平洋の雲粒数濃度が世界的に見ても

冬季から早春期において発生

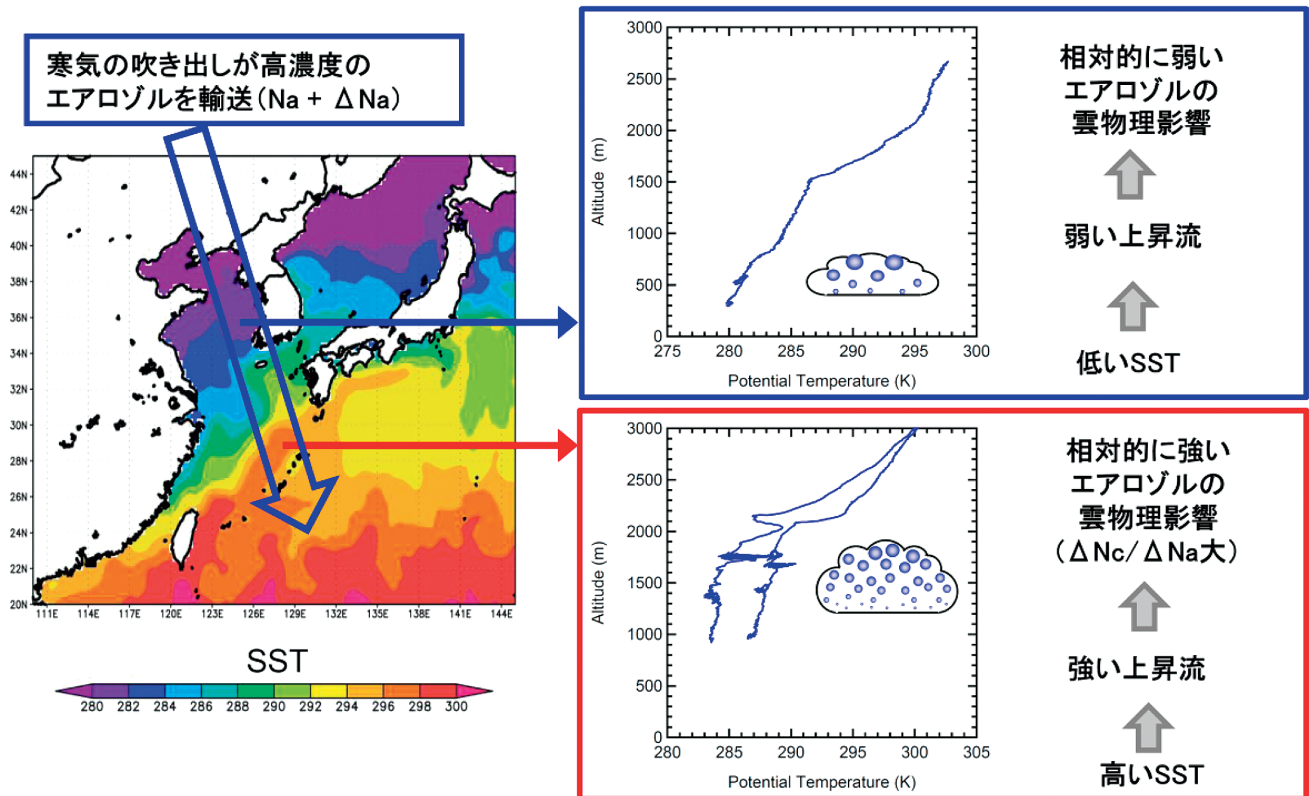
SSTにより $\Delta N_c/\Delta N_a$ が1.6倍に増大

図6：冬季から春季での大陸からの北西季節風による雲物理量への影響を示す模式図。高い濃度の人為的エアロゾルの輸送と、寒気の吹き出しによる黒潮上での大気最下層の鉛直安定度の低下が、黒潮上の雲粒数濃度を効果的に増大させている。エアロゾル数濃度の増加に対する雲粒数濃度の増加割合 ($\Delta N_c/\Delta N_a$) は、SSTが高い黒潮上で高い。西太平洋に特徴的な高いSSTが雲のマクロな様相（雲頂高度、層厚、鉛直積算雲水量）とミクロな雲物理量（雲粒数濃度）の両方に影響している可能性を示している。

高いことが分かる（図7a）。これと整合的に黄海・東シナ海の雲粒有効半径は、同じ雲水量で比較した時に世界各地の値よりも小さく、雲粒数濃度の増大により雲粒粒径が小さくなっていることを示している（図7b）。図7cの粒径の相対分散は、雲粒粒径分布の形を反映したもので、大気中で観測される粒径分布の多くではその値が小さいほど（粒径分布の広がりが狭いほど）雲のアルベドが高くなる傾向にある。従って雲粒数濃度の増大とともに粒径の相対分散が減少（増加）すれば、結果的に雲のアルベド効果を増幅（減少）させることになる。図7cから東シナ海の観測においては雲粒数濃度が 400 cm^{-3} 以上では濃度の増加に対して相対分散は顕著な増加や減少傾向が見られないことがわかる。この結果は雲粒粒径分布の形の変化によるアルベド効果はあまり大きくないことを示唆している。

4.2 エアロゾル数濃度と雲粒数濃度の対応

次に、A-FORCE-2009 航空機観測で観測された全エアロゾル数濃度（乾燥直径 10 nm 以上のエアロゾル総数、 N_{CN} ）と雲粒数濃度（ N_c ）との関係を、世界各地で観測された結果と比較した（図8）。世界のさまざまな地域のデータを含めた全体の傾向として、エアロゾル数濃度と雲粒数濃度に正の相関があることがわかる。図

には、2つの上昇流速度について計算したパーセルモデル結果も実線で示した。これらの計算が観測データの傾向をよくとらえていることがわかる。A-FORCE-2009の結果を見ると世界各地の観測と比較して、エアロゾル数濃度と雲粒数濃度ともに高いレベルにあることが改めて確認できる。A-FORCE-2009の観測は大陸から $500\text{--}900 \text{ km}$ 程度離れた海洋上でのデータであるが、図7においてこの雲粒数濃度よりも高いのはアメリカ大陸上（ICARTT、クリーブランド周辺）で観測されたものだけである。西太平洋の雲が人為起源エアロゾルの影響を強く受けていることを改めて示した結果となっている。

図8はまた同程度のエアロゾル総数濃度（ N_{CN} ）のデータを比較した時に、黄海・東シナ海の雲粒数濃度が他の観測よりも多い（ N_c/N_{CN} が高い）傾向にあることを示している。この要因を調べるために、エアロゾルの粒径分布を調べた。図9aは図8と同様のエアロゾル総数と雲粒数の散布図であり、それぞれの観測の平均値と標準偏差も示した。黄海・東シナ海で観測された雲粒数濃度が、同程度のエアロゾル総数濃度を示す他地域と比べて大きい傾向にあることが確認できる。一方図9bは、エアロゾルのうち直径 100 から 130 nm 以上の数濃度（ N_a ）を横軸にプロットしたものであり、雲粒数濃

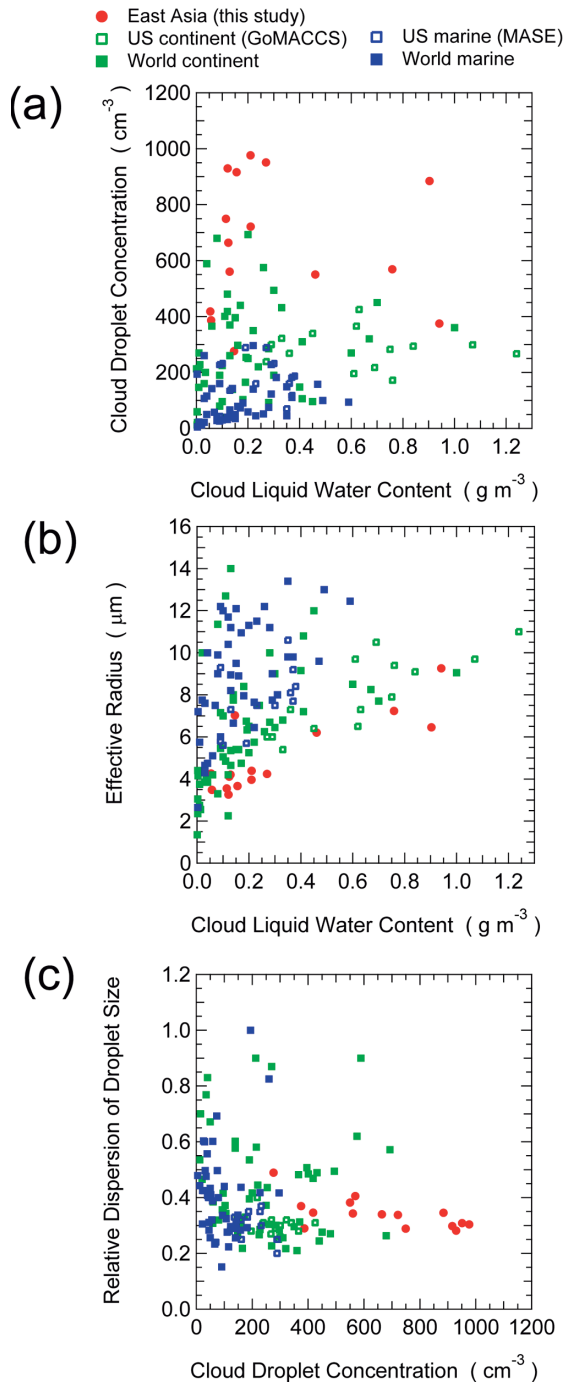


図7：A-FORCE-2009において黄海・東シナ海で観測された雲粒数濃度、有効半径、粒径分布の相対分散（標準偏差と平均との比率）を、世界各地の観測と比較した結果。最大雲粒数濃度（ N_{cmax} ）ではなく、他の観測とあわせてエントレインメントの効果も含めた平均雲粒数濃度を示した。世界各地の観測は Miles et al. (2000) にまとめられた23の観測キャンペーンの107のデータセットと、より最近のアメリカ周辺の観測（Lu et al. 2007, 2008）を大陸性（緑色のシンボル）と海洋性（青色のシンボル）とに分けて示した。（© 2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.）

度との相関（図9b, $r^2=0.62$ ）がエアロゾル総数のもの（図9a, $r^2=0.45$ ）よりも良いことがわかる。これは直径100から130 nm以上のエアロゾルは一般に雲凝結核数濃度と対応する一方、エアロゾル総数には雲粒へと活性化されない小さな粒径のエアロゾルが含まれてい

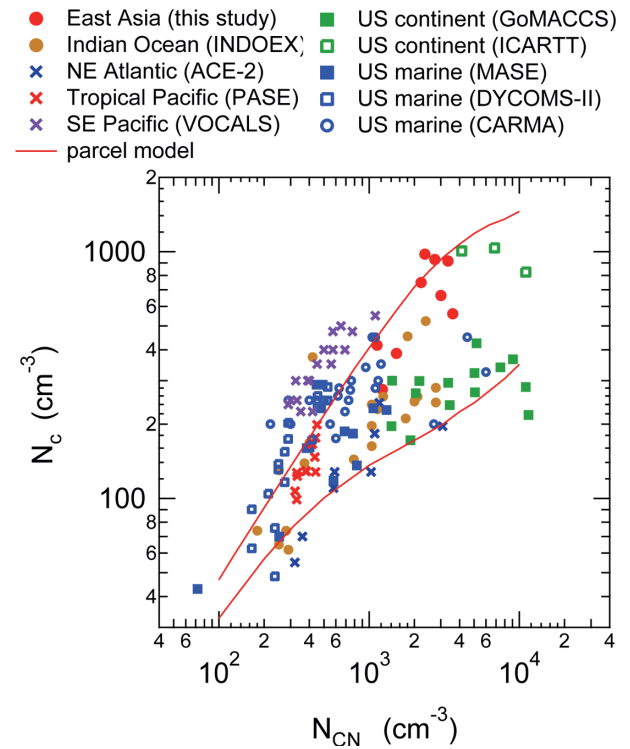


図8：A-FORCE-2009において黄海・東シナ海で観測された雲粒数濃度（平均雲粒数濃度）と全エアロゾル数濃度（直径10 nm以上）を、世界各地の観測と比較した結果。他の観測結果の参考文献は表3に示した。2本の赤線は上昇流速100 cm s⁻¹（上側）と10 cm s⁻¹（下側）の時のパーセルモデル計算結果。（©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.）

るためである。

図9cは横軸に直径100から130 nm以上の粒径のエアロゾル数と総エアロゾル数の比率（ N_a/N_{cn} ）をとったものである。この比率が大きいほど、エアロゾルの粒径分布は大粒径側の比率が高い（エアロゾル全体の中で雲凝結核として働くものの割合が高い）ことを意味している。図9cで左上にあるデータ（ICと表示）はアメリカ大陸上の観測（ICARTT）のものであり、大粒径側のエアロゾル数濃度（ N_a ）がそこそこ高く雲粒数濃度（ N_c ）が高い一方で、 N_a/N_{cn} が低くエアロゾル全体のうちで雲凝結核として働くものの割合が低かったことを示している。これは人為的な発生源に近いためにエアロゾル総数が多い一方、大気中に排出あるいは生成した小さなエアロゾルは排出・生成からの経過時間が短く凝縮・凝集過程による粒径成長があまりおきていないことを反映していると考えられる。一方、図9cの右下にあるデータ（D2やA2）は人為的な影響を受けてからある程度時間が経過した海洋上の観測のもので、大粒径側のエアロゾルの割合（ N_a/N_{cn} ）が高い一方で、もともとのエアロゾル数濃度があまり多くないことを反映して雲粒数濃度（ N_c ）はあまり多くなっていない。これは時間経過とともにエアロゾルが粒径成長するとともに除去過程により数濃度が低下した結果と考えられる。これに対し、黄海・東シナ海のデータ（図9cで赤で示した）

は、 (Na/N_{CN}) が高い一方で雲粒数濃度 (N_c) も高いことがわかる。このことはこの領域のエアロゾル数濃度が高い割に、平均的に粒径が大きいことを意味している。これは東アジアのエアロゾルの特性と考えられ、雲への影響を評価する上でも留意が必要である。このようなエアロゾルの粒径分布の特性は、大気中にエアロゾル

として排出される1次エアロゾルと大気中で生成する2次エアロゾルの比率とともに、大気中でエアロゾル生成と除去過程などより決まっていると考えられる。

5. 雲アルベド変化と放射強制力

A-FORCE-2009 航空機観測の結果を用いて、エアロゾルによる雲粒数濃度増加に起因する雲アルベド変化と放射強制力 (Twomey 効果) を推定した。雲粒数濃度が雲層の全高度で一様に a 倍変化し、それ以外の雲のミクロ・マクロな変化がないと仮定すると、雲アルベド A の変化 ΔA は次の式で書くことができる (Platnick and Twomey 1994)。

$$\Delta A = \frac{A(1-A)(a^{\frac{1}{3}}-1)}{A(a^{\frac{1}{3}}-1)+1} \quad (1)$$

雲粒数濃度の増加率 a の推定には、黄海・東シナ海で観測された雲粒数濃度の平均値 650 cm^{-3} に対し、人為的なエアロゾルの影響がなかった時の雲粒数濃度として東シナ海での最低値 280 cm^{-3} や世界各地の大陸性雲の平均値 250 cm^{-3} を用いる。また基準とする水雲 (雲頂温度 273.15 K 以上) のアルベド A として A-FORCE-2009 航空機観測で雲観測が実施された $25^\circ\text{N}-35^\circ\text{N}$ かつ $125^\circ\text{E}-135^\circ\text{E}$ の2009年4月のMODIS人工衛星観測平均値 (Nakajima et al. 2010) である $A=0.61$ を用いる。これらの値を代入した結果、雲のアルベドは $11.3 \pm 0.5\%$ 増加したと推定した。

さらに観測領域での太陽からの平均放射フラックス $F=425 \text{ W m}^{-2}$ 、大気の透過率 $T_{\text{atmosphere}}=0.76$ 、MODIS 観測にもとづく水雲の雲量 $C_{\text{cloud}}=0.28$ を用いると、雲アルベドの変化に対する放射強制力 ΔF は次の式で求めることができる。

$$\Delta F = -F \cdot C_{\text{cloud}} \cdot T_{\text{atmosphere}}^2 \cdot \Delta A \quad (2)$$

この結果、放射強制力は $-4.7 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$ と求められた。

6. まとめ

本研究では、エアロゾルと雲の相互作用の鍵となるエアロゾル数濃度と雲粒数濃度の対応関係を東アジアで初めて系統的な航空機観測にもとづき明らかにした。このA-FORCE-2009航空機観測は2009年4月に実施され、7フライト (9 ケース) において黄海・東シナ海の雲頂高度が 2 km 以下の非降水性の層積雲や積雲を観測した。この結果、断熱条件に近い最大雲粒数濃度 ($N_{c,\text{max}}$) と雲凝結核数濃度の指標として用いた乾燥直径 130 nm 以上のエアロゾル数濃度 (Na) とに正相関があることが分かった。本研究ではさらに $N_{c,\text{max}}/Na$ 比率が大気最下層の鉛直安定度の指標としてとった

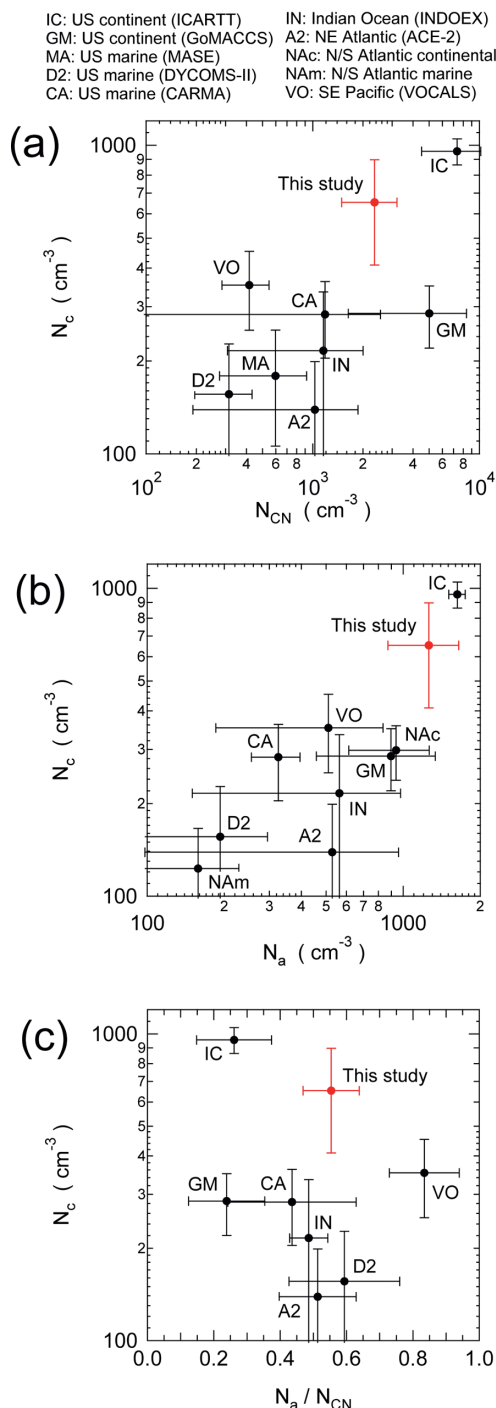


図9：図8のデータを用いた雲粒数濃度、全エアロゾル数濃度、直径100から130nm以上の粒径のエアロゾル数濃度の比較。各観測キャンペーンでの平均値と標準偏差を示す。黄海・東シナ海のデータ (赤色のシンボル) は、大粒径側のエアロゾルの比率が大きい (Na/N_{CN} が高い) 一方で、エアロゾル数濃度が高く雲粒数濃度 (N_c) も高いことを示している。(©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. Reprinted with permission.)

SST- T_{950} と正の相関があることを明らかにした。これは大気不安程度増加により対流中の上昇流速が増加した結果、エアロゾル濃度が同じでもそこからより多くの雲粒が生成していたことを示唆している。さらにパーセルモデル計算の結果から、エアロゾル数濃度の増加率が同じでも SST が高く上昇流速が大きいほど雲粒数濃度の増加率が大きい ($\Delta N_c/\Delta N_a$ が大きい) ことが分かった。これらのことから冬季・春季の大陸からの北西季節風が大陸から高濃度の人為起源エアロゾルを輸送するとともに、寒気移流により SST が高い黒潮上において効果的に雲粒数濃度を増大させていることを初めて明らかとした。西太平洋に特徴的な高い SST が雲のマクロな様相 (雲頂高度, 層厚, 鉛直積算雲水量) とミクロな雲物理量 (雲粒数濃度) の両方に影響している可能性が示された。

本研究ではまた世界の他地域での観測との比較を実施し、A-FORCE-2009 において黄海・東シナ海で観測された雲粒数濃度平均値 $650 \pm 240 \text{ cm}^{-3}$ が世界各地の大陸性大気中の平均値 $250 \pm 170 \text{ cm}^{-3}$ と比較して高いレベルにあることを示した。黄海・東シナ海のエアロゾルは比較に用いた他の地域と比べて、エアロゾル総数濃度が高いにも関わらず、エアロゾル全体に対する雲凝結核として働きうる粒径のエアロゾルの割合も比較的大きいという特徴があった。これはエアロゾルの粒径分布の形がより大粒径側の割合が大きくなっていたことを反映するものである。

本研究ではさらに A-FORCE-2009 航空機観測の結果を用いて、エアロゾルによる雲粒数濃度増加に起因する雲アルベド変化と放射強制力 (Twomey 効果) を推定した。人為的なエアロゾルの増加により 25°N – 35°N かつ 125°E – 135°E の範囲の水雲の雲粒数濃度が雲層の全高度で一様に増加したと仮定すると、雲のアルベドは $11.3 \pm 0.5\%$ 増加し、 $-4.7 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$ の放射強制力 (4 月) が働いていると見積もられた。

参考文献

- Adhikari, M. Y. Ishizaka, H. Minda, R. Kazaoka, J. B. Jensen, J. L. Gras, and T. Nakajima (2005) Vertical distribution of cloud condensation nuclei concentrations and their effect on microphysical properties of clouds over the sea near the southwest islands of Japan, *J. Geophys. Res.* **110**, D10203, doi:10.1029/2004JD004758.
- Albrecht, B. A. (1989) Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, **245**, 1227–1230.
- Boers, R. and R. M. Mitchell (1994) Absorption feedback in stratocumulus clouds: Influence on cloud top albedo, *Tellus*, **46A**, 229–241.
- Feingold, G. and A. J. Heymsfield (1992) Parameterizations of condensational growth of droplets for use in general circulation models, *J. Atmos. Sci.* **49**, 2325–2342.
- Feingold, G. R. Boers, B. Stevens, and W. R. Cotton (1997) A modeling study of the effect of drizzle on cloud optical depth and susceptibility, *J. Geophys. Res.* **102** (D12), 13,527–13,534.
- Fountoukis, C. et al. (2007) Aerosol-cloud drop concentration closure for clouds sampled during the International Consortium for Atmospheric Research on Transport and Transformation 2004 campaign, *J. Geophys. Res.* **112**, D10S30, doi:10.1029/2006JD007272.
- Hegg, D. A. D. S. Covert, H. H. Jonsson, and R. K. Woods (2012) A simple relationship between cloud drop number concentration and precursor aerosol concentration for the regions of Earth's large marine stratocumulus decks, *Atmos. Chem. Phys.* **12**, 1229–1238.
- Hudson, J. G. and S. Noble (2009) CCN and cloud droplet concentrations at a remote ocean site, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L13812, doi:10.1029/2009GL038465.
- IPCC AR4 (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.).
- IPCC AR5 (2013) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Koike, M. N. Takegawa, N. Moteki, Y. Kondo, H. Nakamura, K. Kita, H. Matsui, N. Oshima, M. Kajino, and T. Y. Nakajima (2012) Measurements of Regional-Scale Aerosol Impacts on Cloud Microphysics over the East China Sea: Possible Influences of Warm Sea Surface Temperature over the Kuroshio Ocean Current, *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2011JD017324.
- 小池 (2012) エアロゾル・雲相互作用：エアロゾルの水雲への影響, *Eurozoru Kenkyu*, **27** (3), 256–263.
- Liu, Y. and P. H. Daum (2002) Indirect warming effect from dispersion forcing, *Nature*, **419**, 580–581.
- Lu, M. -L. et al. (2007) The Marine Stratus/Stratocumulus Experiment (MASE): Aerosol-cloud relationships in marine stratocumulus, *J. Geophys. Res.* **112**, D10209, doi:10.1029/2006JD007985.
- Lu, M. -L. et al. (2008) Aerosol-cloud relationships in continental shallow cumulus, *J. Geophys. Res.* **113**, D15201, doi:10.1029/2007JD009354.
- Martin, G. M. D. W. Johnson, and A. Spice (1994) The measurement and parameterization of effective radius of drops in warm stratocumulus clouds, *J. Atmos. Sci.* **51**, 1823–1842.
- McFarquhar, G. M. and A. J. Heymsfield (2001) Parameterizations of INDOEX microphysical measurements and calculations of cloud susceptibility: Application for climate studies, *J. Geophys. Res.* **106**, 28,675–28,698.
- Miles, N. L. J. Verlinde, and E. E. Clothiaux (2000) Cloud droplet size distributions in low-level stratiform clouds, *J. Atmos. Sci.* **57**, 295–311.
- Moteki, N. Y. Kondo, N. Oshima, N. Takegawa, M. Koike,

- K. Kita, H. Matsui, and M. Kajino (2012) Size dependence of wet removal of black carbon aerosols during transport from the boundary layer to the free troposphere, *Geophys. Res. Lett.* **39**, L13802, doi:10.1029/2012GL052034.
- Nakajima, T. Y. K. Suzuki, and G. L. Stephens (2010) Droplet growth in warm water clouds observed by the A-Train. Part I: Sensitivity analysis of the MODIS-derived cloud droplet size, *J. Atmos. Sci.* **67**, 1884–1896.
- Oshima, N. Y. Kondo, N. Moteki, N. Takegawa, M. Koike, K. Kita, H. Matsui, M. Kajino, H. Nakamura, J. S. Jung, and Y. J. Kim (2012) Wet removal of black carbon in Asian outflow: Aerosol Radiative Forcing in East Asia (A-FORCE) aircraft campaign, *J. Geophys. Res.* **117**, D03204, doi:10.1029/2011JD016552.
- Pawlowska, H. and J. -L. Brenguier (2000) Microphysical properties of stratocumulus clouds during ACE-2, *Tellus*, **52B**, 868–887.
- Platnick, S. and S. Twomey (1994), Determining the susceptibility of cloud albedo to changes in droplet concentration with the Advanced Very High Resolution Radiometer, *J. Appl. Meteor.* **33**, 334–347.
- Reynolds, R. W. T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496.
- Stevens, B., and G. Feingold (2009), Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system, *Nature*, **461**, 607–613.
- Takegawa, N. N. Moteki, M. Koike, N. Oshima, and Y. Kondo (2013), Condensation particle counters combined with a low-pressure impactor for fast measurement of mode-segregated aerosol number concentration, *Aerosol Sci. Technol.* **47** 1059–1065.
- Twohy, C. H. J. G. Hudson, S. -S. Yum, J. R. Anderson, and S. K. Durlak, and D. Baumgardner (2001) Characteristics of cloud-nucleating aerosols in the Indian Ocean region, *J. Geophys. Res.* **106**, 28,699–28,710.
- Twohy, C. H. et al. (2005) Evaluation of the aerosol indirect effect in marine stratocumulus clouds: Droplet number, size, liquid water path, and radiative impact, *J. Geophys. Res.* **110**, D08203, doi:10.1029/2004JD005116.
- Twomey, S. (1977) The influence of pollution on the short-wave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.* **34**, 1149–1152.
- Van Dingenen, R. A. O. Virkkula, R. Raes, T. S. Bates, and A. Wiedensohler (2000) A simple non-linear analytical relationship between aerosol accumulation number and sub-micron volume, explaining their observed ratio in the clean and polluted marine boundary layer, *Tellus*, **52B**, 439–451.